

# 東亞對流層臭氧空間分布特徵與氣候因子之 相關性探討

陳汎凌<sup>1</sup> 尤思喻<sup>2</sup> 柳中明<sup>2</sup> 程萬里<sup>1</sup>

<sup>1</sup>東海大學環境科學與工程學研究所

<sup>2</sup>台灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十七年一月二十五日收稿，中華民國九十七年六月十六日定稿)

## 摘 要

本研究選定東亞區域東經 88.125 度至 151.875 度、北緯 3.5 度至 47.5 度，以一、四、七、十等四個月份分別代表一年四季，使用衛星遙測資料，分析對流層臭氧管柱、二氧化氮管柱等因子間的相關聯性。對流層臭氧分布主要受季節氣候影響，除了一月冬季氣候型態不利於污染物累積外，其餘月份皆有臭氧累積於大陸東部。中國主要經濟活動區域臭氧之增減與日照及雲量相關，太陽輻射減弱可能是近地面臭氧降低的主要因素。相關性分析中，四月及七月於紫外線充足區域具有較高之正相關性分布；然而，十月之總臭氧和二氧化氮間則為中度負相關，此二氧化氮增加臭氧減少的現象，可能和當季氣流穩定有利於夜間滴定效應有關。EOF 選出之特徵年顯示，近地表臭氧分布受到日照強度、地形及大氣環流影響，低壓及下風處容易有高臭氧累積。

關鍵詞：衛星觀測、臭氧管柱、滴定效應、EOF 分析。

## 一、前言

對流層臭氧分布和人為活動關係密切，近地面臭氧主要經由光化學反應生成，受人為排放之二氧化氮等前驅物質所影響。因為臭氧會影響大氣氧化能力，大氣圈臭氧增減趨勢與分布變化已成為被廣泛討論的課題。早期研究之近地表臭氧觀測多以地面測站及探空氣球測量大尺度背景臭氧 (Logan, 1999; Volz and Kley, 1988)，但地面和探空測站空間分布難以涵蓋全球範圍，因此衛星遙測資料之分析和運用愈顯重要。

大氣中臭氧 90% 存在於平流層高度 15 公里至 55 公里的範圍，對流層臭氧總量僅佔有全部大氣的 10%，對流層頂 (Tropopause) 為對流層和平流層的邊界，對流層高度隨著區域季節變化，熱帶地區因地表熱力作用，大氣垂直運動活躍，具有較高的對流層頂 (16 公里至 18 公里)，中高緯度區域對流層頂高度約 8 公里至 10 公里。春季太陽輻射增強，對流層頂上升，使得平流層含有較多臭氧之空氣進入對流層，因而增加對流層臭氧量；秋季對流層頂下降，對流層受平流層臭氧向下輸送影響較小 (Staley, 1962)。對流層所含臭氧相對較少，如何分離總臭氧管柱 (Total Column Ozone, TCO) 中平流層部分成為得出對流層臭氧的重要步驟。Fishman et al. (1990) 以 SAGE (Stratospheric Aerosol Gas Experiment) 資料計算出總臭氧剖面，對垂直臭氧剖面做積分後減去對流層頂以下的部分得到平流層臭氧管柱 (Stratospheric Column Ozone, SCO)，再分離 TOMS 的總臭氧而得到對流層臭氧餘差 (Tropospheric Ozone Residue, TOR)。SAGE 儀器可提供全球範圍資料，但平流層資料時間頻率較為不足，只適用於長期季節性變化之研究

(Vukovich et al., 1996)。最近的研究 Fishman et al. (2003) 以 SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet) 儀器計算大氣圈臭氧剖面，提升了時間及空間解析度，使得衛星臭氧資料可被用於中尺度區域性污染排放分析 (Wozniak et al., 2005)，TOR 技術假設平流層臭氧短期間變化不大，故不會影響平流層管柱的準確性，比對結果顯示 TOR 資料之時間變化性和實際觀測數據相接近。TOR 月平均資料由 NASA 提供，時間從 1979 年至 2005 年 (<http://asd-www.larc.nasa.gov/TOR/data.html>)，2005 年後的觀測改以 OMI/MLS 接替。Ziemke et al. (2006) 同樣以 TOR 技術為基礎，使用 NASA Aura 衛星之 Dutch-Finnish Ozone Monitoring Instrument (OMI) 和 Microwave Limb Sounder (MLS) 儀器分別得出總臭氧管柱和平流層臭氧管柱，再計算出 TOR 資料，資料提供從 2004 年九月至 2006 年十一月 ([http://hyperion.gsfc.nasa.gov/Data\\_services/cloud\\_slice](http://hyperion.gsfc.nasa.gov/Data_services/cloud_slice))。以 TOR 技術產生的臭氧資料廣被用於長期氣候研究如 El Niño 以及 South Oscillation (Langford et al., 1998; Thompson et al., 2001)、Zonal Wave-One (Thompson et al., 2002) 以及熱帶區域生質燃燒 (Chandra and Ziemke, 2002) 等。

對流層二氧化氮為影響光化學反應臭氧生成之前驅污染物質，亞洲地區二氧化氮排放總量自 1970 年代以來有三倍數增加，此趨勢預估至少持續二十年 (Akimoto, 2003)。其他污染物質包括一氧化碳、碳氫化合物、甲烷等，均會影響臭氧生成 (Fuglestedt et al., 1994; Vukovich et al., 1977)。Richter et al. (2005) 分析 GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) 和 SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption spectrometer for Atmospheric CHartographY) 儀器之二氧化氮垂直

空氣柱資料，指出在中國東部對流層二氧化氮管柱在 1996 年至 2004 年期間增加顯著。van der A et al. (2006) 指出二氧化氮在中國東部成長快速，尤其是在北京、上海等大城市。李等 (2007) 指出中國二氧化氮及一氧化氮共同對臭氧具有貢獻，然而北半球一氧化氮貢獻量較小，南半球一氧化氮具有較多貢獻。依柳等 (2004) 分析，大陸高污染地區人為排放的臭氧前驅物質，會經過長程傳送到下游地區，使日本、台灣等地區臭氧濃度增加，建構使用衛星遙測資料於東亞污染物排放之分析，應為未來本區域之研究重點發展方向。

## 二、資料來源及研究方法

### 2.1 資料來源

依據資料來源不同，本研究分為兩個部分做討論。1979 年至 2005 年 (1993/5-1996/7 缺)，討論項目包含 NASA TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) 提供之對流層臭氧管柱、反射率、紅斑權重紫外線輻射通量，解析度為  $1.25^\circ \times 1^\circ$ ；NCEP 提供的長波外逸輻射 (Outgoing Longwave Radiation, OLR)、海平面氣壓及風場，解析度為  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，此部分目的在於了解臭氧管柱長期空間分布特徵以及背景氣候場間之交互影響。近地面臭氧多分布在高度 3 公里範圍，文章亦加入高度約 1.5 公里之 850hPa 重力位高度及風場，以對垂直方向之氣候型態有較完整的分析。第二部分時間範圍 1997 年至 2006 年，討論項目為 TEMIS (Tropospheric Emission Monitoring Internet Service) 提供的 GOME (1996 年至 2003 年) 和 SCIAMACHY (2003 年至 2007 年) 儀器所得出的對流層二氧化氮資料，以及對流層臭氧資料

(1997 年至 2005 年為 TOMS/SBUV 資料，2006 年以後為 OMI/MLS 資料)。GOME 之解析度為  $320 \text{ km} \times 40 \text{ km}$ 、SCIAMACHY 解析度為  $60 \text{ km} \times 30 \text{ km}$ ，OMI/MLS 解析度和 TOMS/SBUV 同為  $1.25^\circ \times 1^\circ$ 。以二氧化氮作為近地表臭氧光化反應前驅物質，分析長期二氧化氮和臭氧之空間分布以及相關性。

### 2.2 研究方法

#### 2.2.1 長期空間分佈

本研究以基本統計方法對衛星資料及背景氣候場資料進行討論，分析方法包括長期平均、月平均、標準差、相關係數等，並以經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 對 1979 年至 2005 年 (1993/5-1996/7 缺) 長期對流層臭氧資料進行分析。七月對流層頂壓力較低，網格點資料完整，但在對流層頂較低的一、四、十等三個月份，因為儀器限制，中高緯度區域固定有無效值分布。故要求在進行 EOF 分析前，需先行計算資料格點於每筆檔案共同有效點數，計算出有效區域之時間空間範圍，再將該無效值區域移除並對有效區域進行 EOF 計算，計算後再將無效值資料回填至網格點中，以確保 EOF 計算的正確性，此一處理過程與一般之氣候資料處理不同。

經驗正交函數 (又稱為主成分分析) 為氣象學上常用的統計分析方法，EOF 藉由計算同空間不同時間下共有的型態 (pattern)，以特徵向量 (eigen vector) 表示空間特徵之分布，並以百分比表示該分布在全體變異中出現的機率。向量圖中極值出現的位置代表該區域具有特徵，配合主分量時間序列，可分析該型態下對於個別時間之資料所具有的權數，並找出在該時間空間範圍中最具有代表性的分布型態。

### 2.2.2 分區討論

依據東亞不同區域污染物排放、地形、氣候特性，將東亞地區分為六個區域進行分析（圖 1），分別為：高緯度 A 區（ $88.125^{\circ}\text{E}\sim 151.875^{\circ}\text{E}$ 、 $39^{\circ}\text{N}\sim 47.5^{\circ}\text{N}$ ）、高原 B 區（ $88.125^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$ 、 $21.5^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$ ）、華北華中華南 C 區（ $105^{\circ}\text{E}\sim 123^{\circ}\text{E}$ 、 $21.5^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$ ）日韓及中高緯度海洋 D 區（ $123^{\circ}\text{E}\sim 151.875^{\circ}\text{E}$ 、 $21.5^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$ ）、東南亞 E 區（ $88.125^{\circ}\text{E}\sim 123^{\circ}\text{E}$ 、 $3.5^{\circ}\text{N}\sim 21.5^{\circ}\text{N}$ ）、低緯度海洋 F 區（ $123^{\circ}\text{E}\sim 151.875^{\circ}\text{E}$ 、 $3.5^{\circ}\text{N}\sim 21.5^{\circ}\text{N}$ ）等區域，討論不同區域間對流層臭氧的趨勢變化以及和其他因子之相關係。

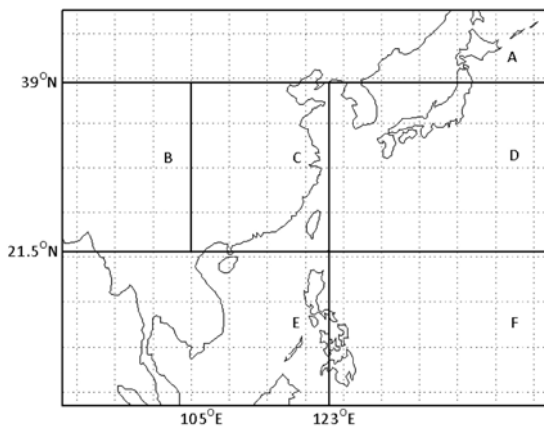


圖 1 東亞各分區示意圖：

- A：高緯度區域（ $3.5^{\circ}\text{N}\sim 47.5^{\circ}\text{N}$ 、 $88.125^{\circ}\text{E}\sim 151.875^{\circ}\text{E}$ ）
- B：高原區域（ $21.5^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$ 、 $88.125^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$ ）
- C：華北華中華南區域（ $21.5^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$ 、 $105^{\circ}\text{E}\sim 123^{\circ}\text{E}$ ）
- D：日韓中高緯度海洋區域（ $21.5^{\circ}\text{N}\sim 39^{\circ}\text{N}$ 、 $123^{\circ}\text{E}\sim 151.875^{\circ}\text{E}$ ）
- E：東南亞區域（ $3.5^{\circ}\text{N}\sim 21.5^{\circ}\text{N}$ 、 $88.125^{\circ}\text{E}\sim 123^{\circ}\text{E}$ ）
- F：低緯度海洋區域（ $3.5^{\circ}\text{N}\sim 21.5^{\circ}\text{N}$ 、 $123^{\circ}\text{E}\sim 151.875^{\circ}\text{E}$ ）

## 三、長期對流層臭氧空間分析

### 3.1 1979 年至 2005 年長期空間分布

一月之紅斑權重紫外線輻射通量（圖 2e）呈現緯向分布，高原區域之紫外線輻射通量相較同緯度其他區域高，該季節太陽斜射，紫外線通量為較低之分布。由反射率（圖 2i）顯示，高雲量累積於四川盆地向東延伸至日本的區域；低緯度範圍則為低雲量、高 OLR 值（圖 3a）分布，此現象表示該區域氣流穩定，為淺對流或無雲狀態。該月高壓系統（圖 3e）籠罩西伯利亞，近地表風向為西北風轉北風的順時針走向，850hPa 重力位高度（圖 3i）低壓區在日本北部洋面上空，高壓位在台灣附近洋面以及高原等位置，中國北部沿海地區風向為西北風，於台灣之高壓系統以南轉為東風，污染物於中國沿海城市不易累積，臭氧值多在 20DU 至 30DU 間（圖 2a），高值明顯較其他季節要低，低值區域出現在北緯 25 度至 30 度的中緯度洋面以及高原區域，日本南部海域上則出現明顯低值，且由每年的分布來看，此低值有向內陸移動並擴大的現象。該月北京、四川以及孟加拉、印度等位置有相對高值出現，北京之高值區域因為 850hPa 之高空有較強的西北風，高值範圍較小；四川盆地的高值應該和當地地形容易累積污染物相關；高原區南面高值區域，在地面和高空風場為微弱的北風，高原區空氣相對較為乾淨，此高值應該和當地排放和地形有關。

四月高低壓系統（圖 3f）分布不明顯，850hPa 重力位高度（圖 3j）之低壓區和一月相似位在日北北方洋面，但壓力梯度較弱，大陸北方盛行西風風向，於高低壓系統相交接位置則有高反射率發生。春季紫外線通量較強，該月於中低緯度區

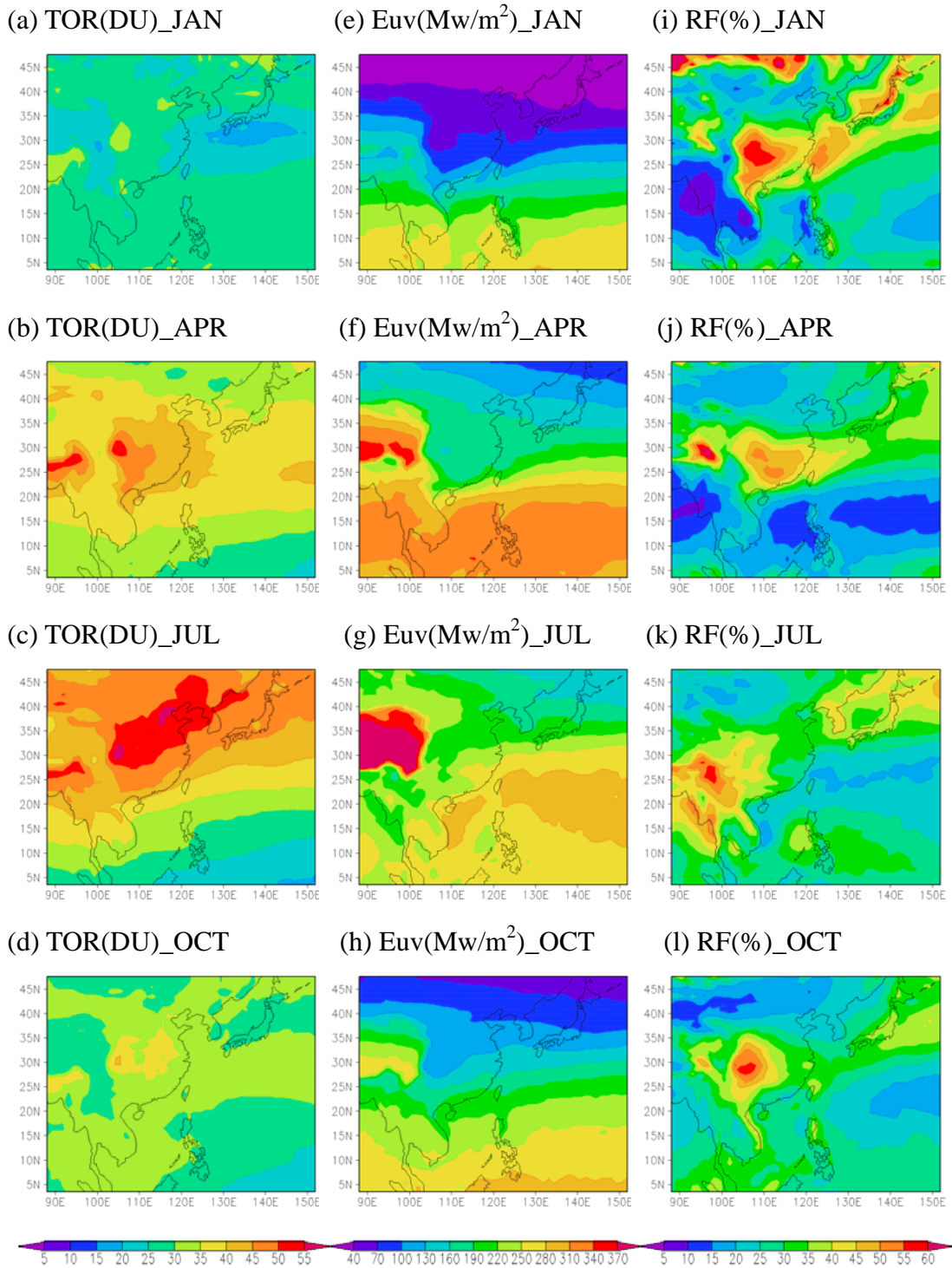


圖 2 1979 年至 2005 年長期平均對流層臭氧管柱 (a) 一月、(b) 四月、(c) 七月、(d) 十月；紫外線通量 (e) 一月、(f) 四月、(g) 七月、(h) 十月；反射率 (i) 一月、(j) 四月、(k) 七月、(l) 十月。

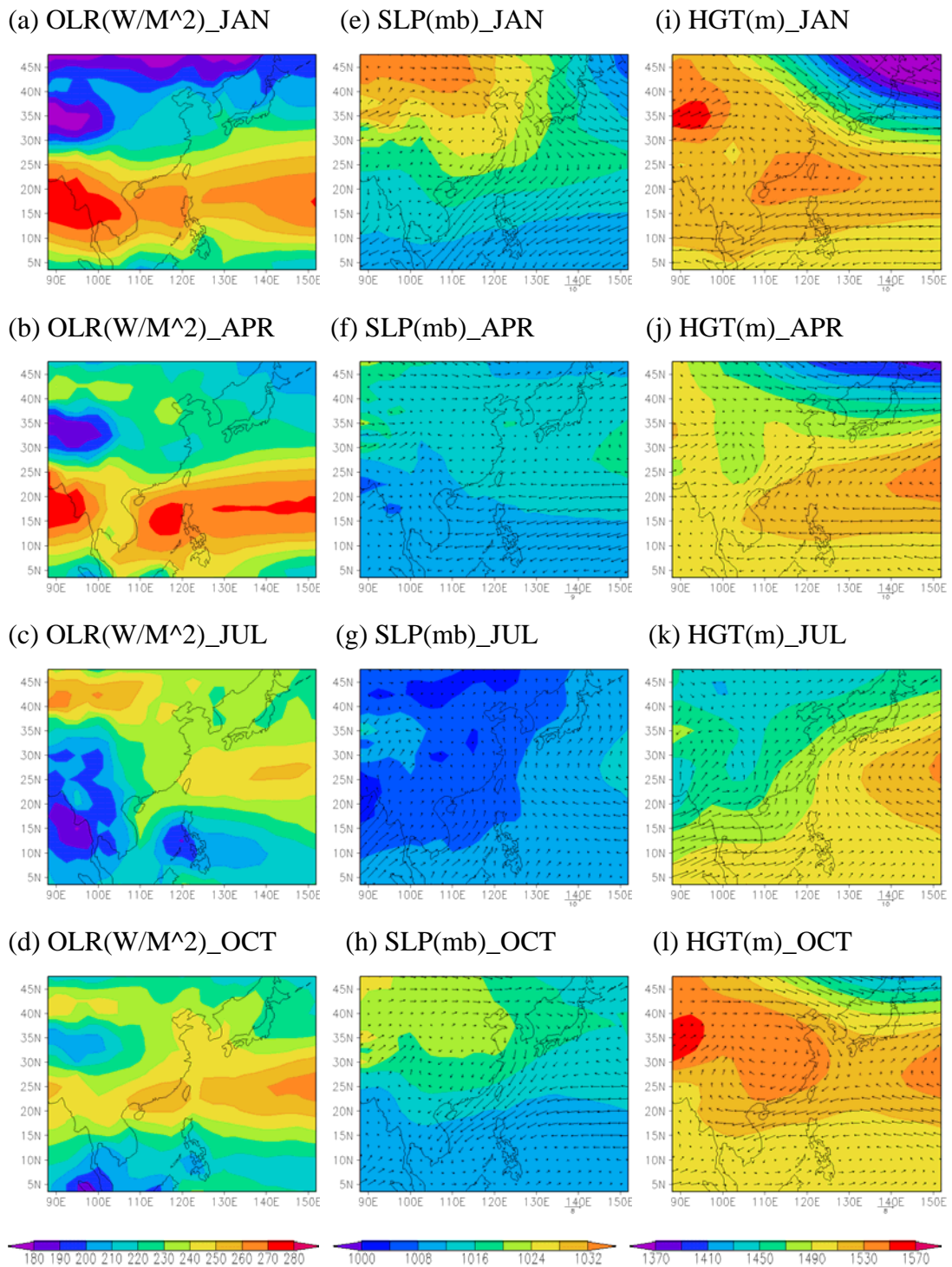


圖3 1979年至2005年長期平均NOAA\_Interpolated\_OLR (a)一月、(b)四月、(c)七月、(d)十月；海平面氣壓及風場 (e)一月、(f)四月、(g)七月、(h)十月；850hPa重力位高度及風場 (i)一月、(j)四月、(k)七月、(l)十月。

域具有高紫外線通量分布(圖 2f),太陽輻射充足利於臭氧生成,且陸地區域壓力梯度較弱,風速亦較小,臭氧高值區域(圖 2b)呈現濃度較高且範圍較廣的分布情形,此高值區從華北、華中、華南延伸到四川,並擴散至東側洋面上,在高原區域南側的範圍亦有高臭氧出現,該位置近地面為南風風向,在 850hPa 高空轉為西南風,可發現臭氧淨值由南向北往高原區邊緣增加。

七月高壓位在太平洋中央(圖 3g、k),低壓盤據西北方陸地,風場顯示陸地區域西南氣流旺盛,污染物(圖 2c)侷限於四川延伸至東北之區域,呈現西南東北走向分布,高值區同樣出現在高原區南面,極值則出現在北京以及四川兩地。由當月背景資料顯示,高原區南側之紫外線通量為相對低值分布,在此區域反射率(圖 2k)出現高值,同位置對應之 OLR 值(圖 3c)為低值分布,表示在高原區域南面位置有深對流雲出現,為天氣不穩定之狀態,對照該位置 850hPa 重力位高度(圖 3k)顯示具臭氧高值的孟加拉區域為低壓分布,風場則為西南風向,該位置臭氧高值推測是因為風向把污染物帶向北方,水氣以及污染物受北方高山阻擋而累積在高原區南面。

十月高壓區域(圖 3h)和一月相同位在大陸西北方,850hPa 重力位高度(圖 3l)顯示低壓區位在日本北方洋面,於太平洋中央以及中國區域分別有高壓系統盤據,陸地區域位於高壓系統範圍,氣流較為穩定,OLR 值亦顯示該區域具有較高的輻射溫度,為雲量較少天氣狀況穩定的氣候型態。十月對流層臭氧(圖 2d)集中在華北、華中至四川盆地,以及孟加拉、印度等區域。當月紫外線輻射通量(圖 2h)較七月、四月要低,較一月略高,輻射較弱不利於臭氧生成,且當月對流層頂下降,對流層臭氧量受平流層臭氧向下輸

送影響較小,臭氧呈現相對低值分布。臭氧低值區位在日本、菲律賓以東洋面上以及高原區域,高原區同位置具有高紫外線輻射通量以及低 OLR 值(圖 3d),顯示當地海拔高度高,具有較低的地表溫度,並且不容易受周圍污染區域排放的影響。反射率(圖 2l)顯示於四川以及大陸邊緣的日本台灣菲律賓至馬來西亞北部有較多雲量產生,由海平面氣壓場(圖 3h)分析,該月日本台灣位在高壓區域邊緣,可能和高低壓交接處易產生雲量有關。

對流層二氧化氮管柱(1997-2006)分布隨季節變化不大,高值多分布於人口稠密之都市(圖 5e~h)。一月(圖 7e)高值範圍明顯較其他季節廣,其他月份污染區域面積由大至小依序為十月(圖 7h)、四月(圖 7f)、七月(圖 7g)。在一月和十月二氧化氮淨值可超過  $20 \times 10^{15}$  molec./cm<sup>2</sup>,高值出現於華北、香港、廣州、韓國首爾以及日本南部等地。對照總臭氧管柱於 1997 年至 2006 年十年的平均資料,顯示七月(圖 7c)和十月(圖 7d)具有高二氧化氮的華北、四川等地,該區域同樣為高臭氧分布,然而在二氧化氮排放最多的一月(圖 7a),因為受到該季節大陸冷高壓(圖 7i)之條件下臭氧不容易累積,臭氧在東亞區域為相對較低的分布情形。

### 3.2 1979 年至 2005 年對流層臭氧長期 EOF 分析

對流層臭氧管柱 EOF1 於一月比重 27% (圖 4a),於華中至孟加拉區域有明顯正值分布,在低緯度區域有零星分布特徵,EOF1 之最大特徵年為 1979 年; EOF2 (圖 4e) 比重 14%, 分布特徵位在北緯 10 度以北的太平洋洋面,正值的分布特徵於雲貴高原、西藏一帶; EOF3 (圖 4i) 比重

11%，特徵分布於台灣及以東洋面上，正值分布特徵出現在青康藏高原及中緯度太平洋洋面。四月 EOF1 (圖 4b) 比重 25%，對流層臭氧管柱高值區出現在北緯 20 度至 30 度之帶狀區域及西北方的高原區，低緯度區域亦有反向分布特徵出現，此分布特徵和 1982 年的分布較為接近；EOF2 (圖 4f) 比重 13%，分布特徵位於北緯 15 度到 30 度之太平洋洋面，低值區域為由日本南部延伸到孟加拉範圍以及北方之高原區域；EOF3 (圖 4j) 對流層臭氧比重 9%，分布特徵位於上海延伸至西藏之帶狀區域，此低值區和 EOF2 高值區位置相同，呈反向位分布。七月 EOF1 (圖 4c) 比重 19%，高值區位於華北、東北一帶，低值出現在日本北部海域及西藏、中南半島北部區域，與高值區呈反向位分布，特徵年為 2002 年；EOF2 (圖 4g) 比重 13%，高值區零星分布在日本、東北、孟加拉、高原等區；EOF3 (圖 4k) 比重 10%，特徵分布區域出現在日本及附近海域，正值分布特徵出現在東北、內蒙、孟加拉等地，其中日本出現的低值區域和 EOF2 圖形為反向位分布。十月 EOF1 (圖 4d) 比重 27%，特徵位於高原區延伸到日本北方之帶狀區域，由主分量時間序列，較能代表此分布特徵的特徵年為 1999 年。EOF2 (圖 4h) 比重 12%，分布特徵位於中低緯度區域及青康藏高原延伸至東北的範圍；EOF3 (圖 4l) 比重 9%，特徵分布出現在日本海域、中南半島東側等位置、負值分布特徵出現在北緯 25 度到 30 度的大陸區域。

從對流層臭氧管柱 EOF1 主分量 (Principle Component, PC) 時間序列中，挑選一、四、七、十月中 PC 正值最大一年作為 EOF1 對流層臭氧空間特徵分布代表年，觀察對流層臭氧特徵位置之相關因子及背景氣候場的空間分布。一月代表

年為 1979 年、四月代表年為 1982 年、七月代表年為 2002 年、十月代表年為 1999 年，其中一月和七月特徵代表年中之紫外線通量為缺值狀況，因為紫外線通量年際間變化較小，且在前後節已做討論，故略過部分資料 (圖 5e、g)。1979 年一月海平面高壓 (圖 6e) 位在大陸西北方，850hPa 高空 (圖 6i) 之低壓區於日本北方至東北的範圍，高低壓系統分布明顯，壓力梯度亦較大，一月東亞大部份區域臭氧 (圖 5a) 為低值分布，同時間印度洋範圍具有低反射率及高 OLR 值 (圖 6a)，代表當地天氣狀況良好，該位置臭氧亦為較高值分布，日本海域之臭氧低值區域，相較於附近洋面，則有較高之雲量生成 (圖 5i)。1982 年四月海平面高低壓 (圖 6f) 分布不明顯，大致呈南北方向分布，850hPa 高空 (圖 6j) 高低壓分布和一月相近，但氣壓梯度較弱，該月臭氧 (圖 5b) 高值分布在北緯 20 度至 30 度帶狀範圍以及高原以北區域，該區域 EOF1 在相同位置亦為帶狀高值分布情形，在低緯度區域亦為相同的特徵分布，分析海平面高度風場在高原區域南側為低壓槽區且為南風風向，四川、雲貴高原範圍則為南風和東南風，將上游污染物帶向內陸地區，因地形因素累積在當地形成高污染狀況。該月低緯度位置與高原區具有高紫外線通量 (圖 5f)，然而在高原區東側之四川、雲貴高原區域常具有較多雲量分布 (圖 5j)，此雲量累積在四川之現象可能和當地特殊地形氣候有關。2002 年七月低壓 (圖 6g) 壟罩大陸沿海及孟加拉區域，850hPa 高空 (圖 6k) 則有太平洋高壓位在日本東側，臭氧 (圖 5c) 高值位於華中延伸至東北之區域，和 EOF1 為相同分布，該月反射率在高原區南側至中半島的區域為高值分布，OLR 值 (圖 6c) 為低值分布，顯示當地有深對流雲產生，為天氣不穩定的狀態，該



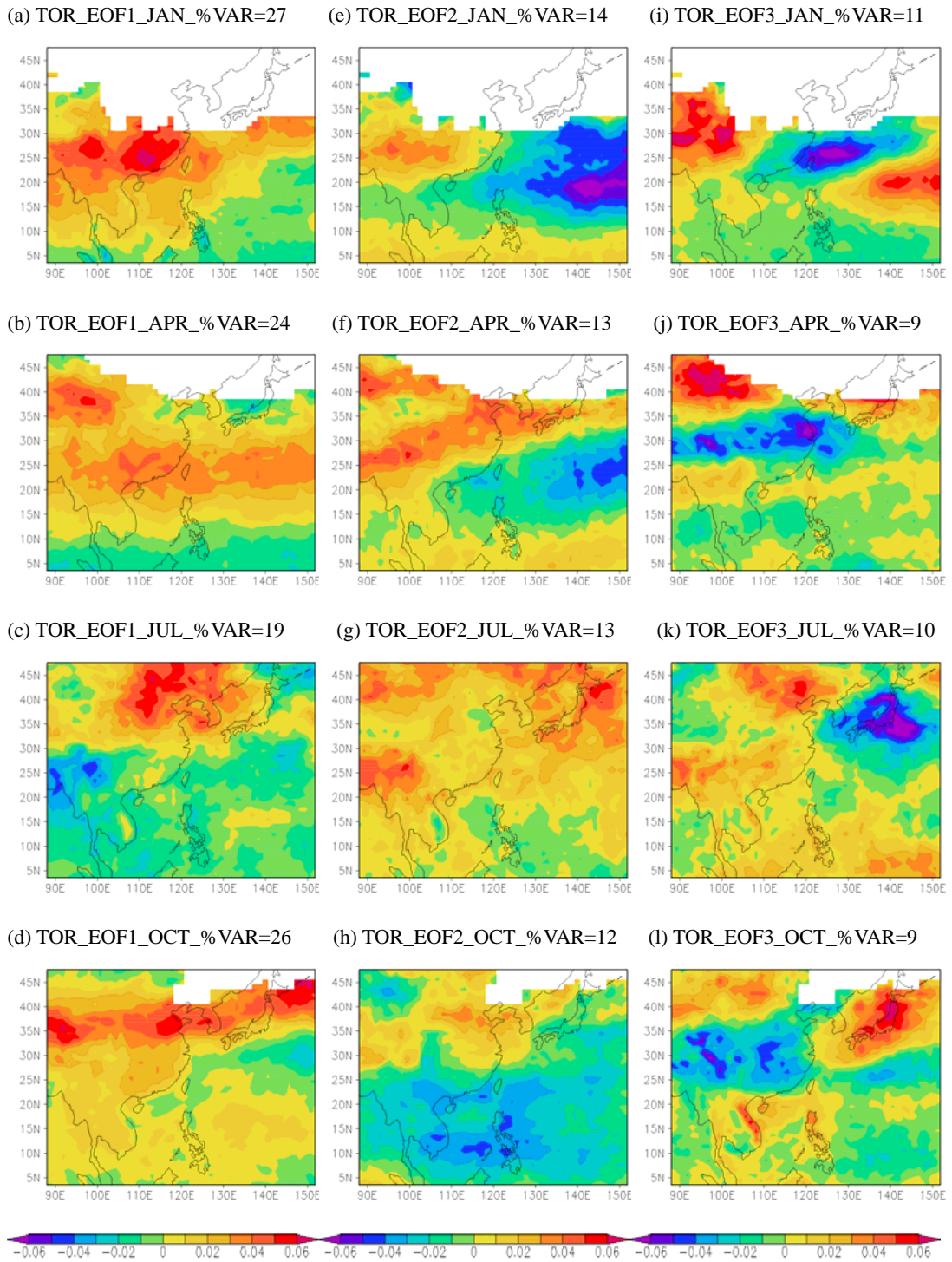


圖 4 對流層臭氧管柱經 EOF 分析後的 EOF1 (a) 一月、(b) 四月、(c) 七月、(d) 十月；EOF2 (e) 一月、(f) 四月、(g) 七月、(h) 十月；EOF3 (i) 一月、(j) 四月、(k) 七月、(l) 十月。

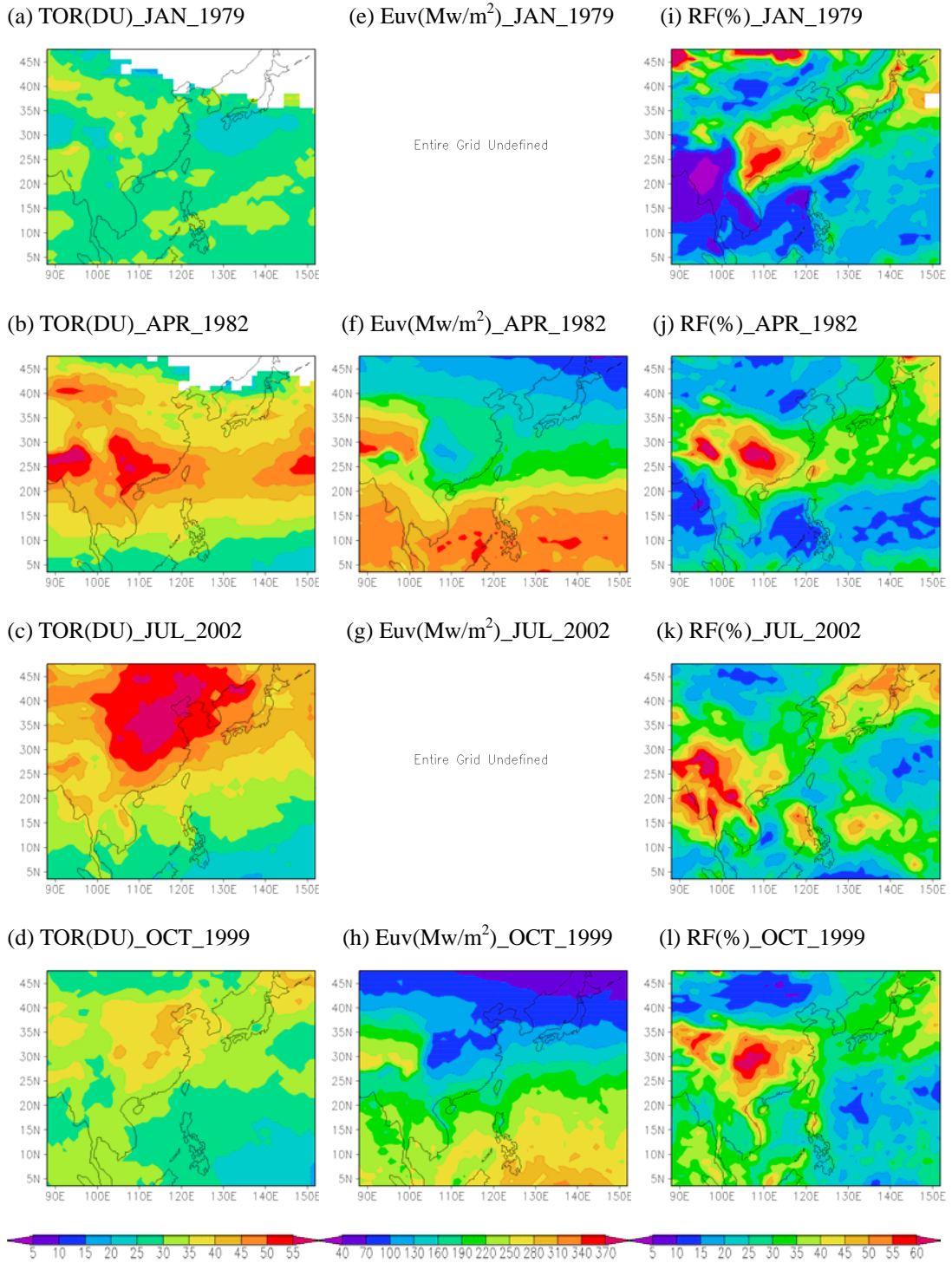


圖 5 EOF1 特徵代表年之對流層臭氧管柱 (a) 1979/1、(b) 1982/4、(c) 2002/7、(d) 1999/10；紫外線通量 (e) 1979/1 (缺)、(f) 1982/4、(g) 2002/7 (缺)、(h) 1999/10；反射率 (i) 1979/1、(j) 1982/4、(k) 2002/7、(l) 1999/10。

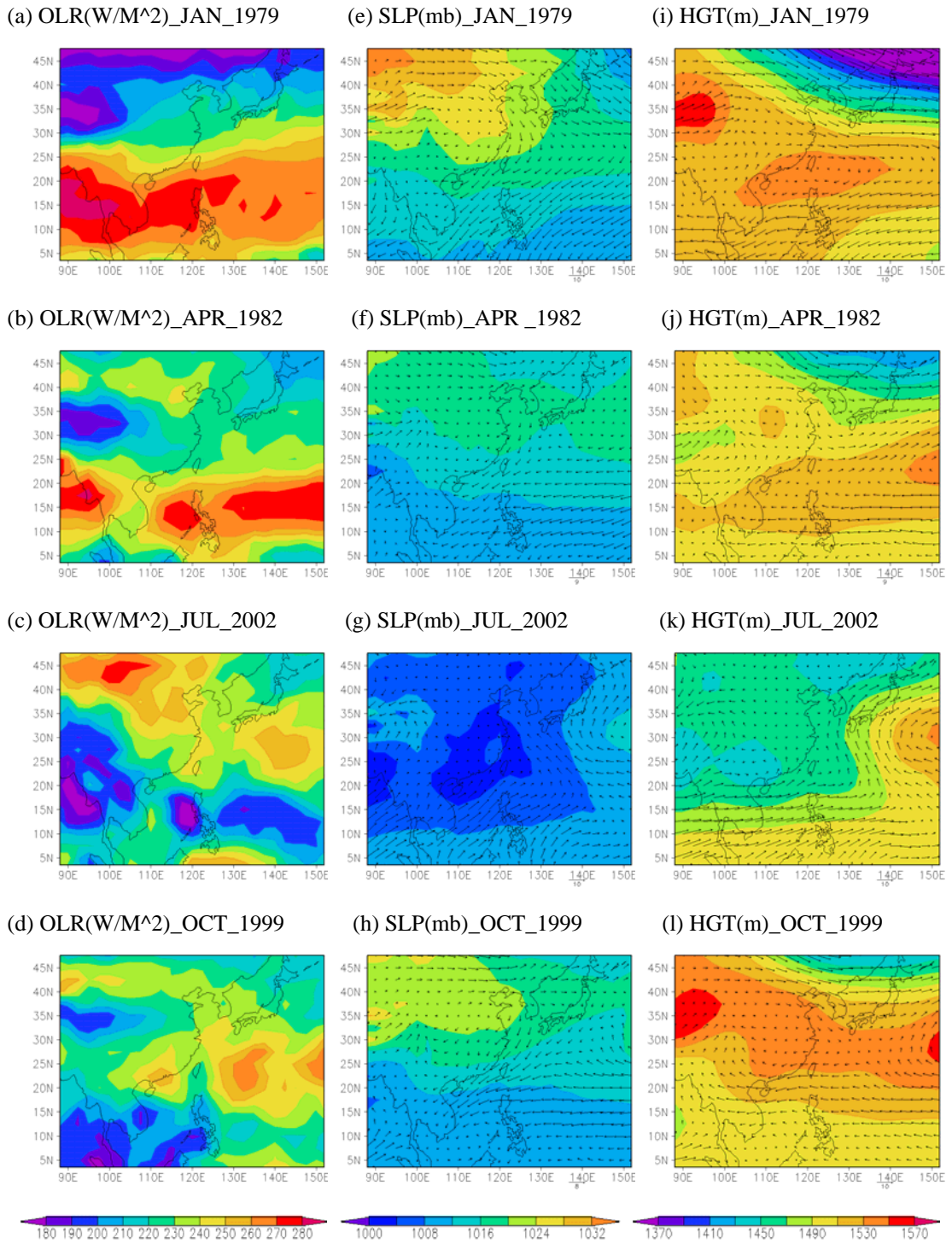


圖 6 EOF1 特徵代表年之 NOAA Interpolated OLR (a) 1979/1、(b) 1982/4、(c) 2002/7、(d) 1999/10；海平面氣壓及風場 (e) 1979/1、(f) 1982/4、(g) 2002/7、(h) 1999/10；850hPa 重力位高度及風場 (i) 1979/1、(j) 1982/4、(k) 2002/7、(l) 1999/10。

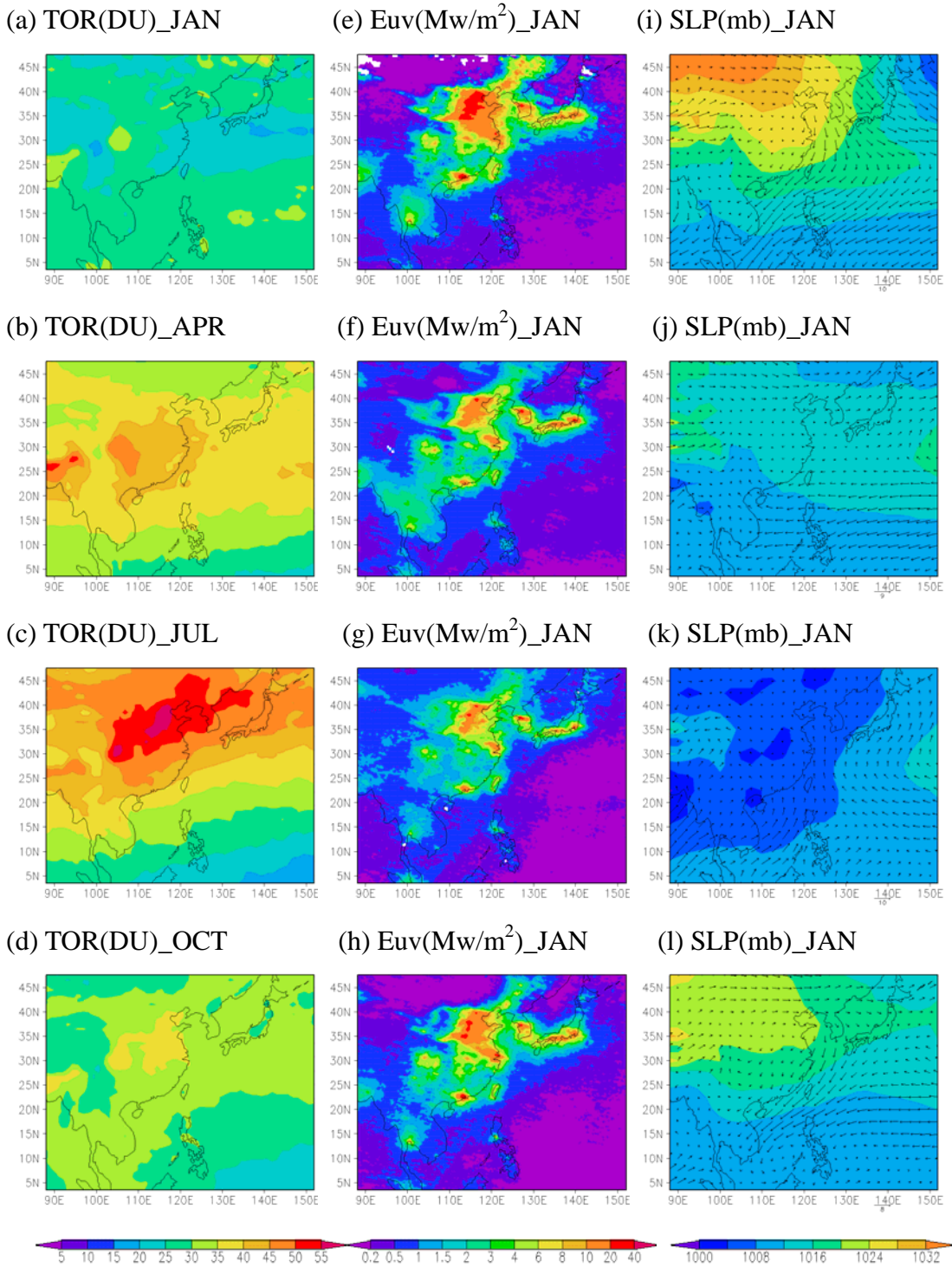


圖 7 1997 年至 2006 年對流層臭氧管柱 (a) 一月、(b) 四月、(c) 七月、(d) 十月；1997 年至 2006 年對流層二氧化氮管柱 (e) 一月、(f) 四月、(g) 七月、(h) 十月；1997 年至 2006 年海平面氣壓及風場 (i) 一月、(j) 四月、(k) 七月、(l) 十月。



位置雖然為低壓區，但高雲量（圖 5k）限制光化反應臭氧生成，可能為當地臭氧值相對較低的因素。1999 年十月對流層臭氧（圖 5d）高值位於四川、華中、華北以及日本北方洋面，該月高壓（圖 6h、l）位置和一月相似，但氣壓梯度明顯較弱，有一明顯低壓帶位在日本北方海域，在高緯度區域多為較強的東風分布，將大陸北方污染物帶向位在下風處的日本區域可能是當地累積高臭氧的因素。中國主要污染物排放區域風場為較弱之順時針風向，污染物向下風處延伸而有較廣的分布。

### 3.3 相關係數分析

本節計算 1979 年至 2005 年對流層臭氧管柱和反射率、紫外線，和 1997 年至 2006 年二氧化氮管柱和對流層臭氧管柱間之相關係數，相關係數大於 0.4 和小於負 0.4，則視為兩變數間相關性明顯。一、四、十等三個月份於高緯度區域常有無效值分布，因為無效值邊緣資料較不完整而有較大之偏差（圖 8a、e），本節討論將避開上述範圍。對流層臭氧和紫外線（圖 8e~h）顯示四月以及七月具有高相關性之位置分別出現在東北至日本以及日本南部至華中的區域；較高的負相關出現在七月和十月的低緯度區域以及高原區域，同位置紫外線淨值分布常為高值分布狀況。對流層臭氧和反射率之相關性（圖 8a~d）分布和臭氧和紫外線之分布比對大致呈現高低值相互補之關係，此現象在四、七、十等月份尤為明顯，顯示兩變數之間負相關性顯著，此現象尤與柳（2008）亦證實反射率和紫外線通量間為明顯負相關。於高原區對流層臭氧為相對較低分布，紫外線為高值分布，由相關係數圖可看到兩變數在此區域為負相關，反射率在此區域為正相關，此分布和當地之高海拔地形有關。

1997 年至 2006 年之對流層二氧化氮管柱和對流層臭氧管柱（圖 8i~l）相關分析，四個月中以十月的負相關性較為顯著，除高原位置外，其他區域皆為明顯負相關，該月中緯度紫外線通量較弱，且高低壓梯度較小，近地表氣候穩定使得污染物容易在污染源區附近累積。此臭氧、二氧化氮負相關之現象，可能和滴定效應夜間增加的二氧化氮消耗日間光化反應生成之臭氧有關；四月低緯度以及七月東亞區域具有較強之紫外線通量，於此太陽輻射充足區域之對流層臭氧和對流層二氧化氮間則為正相關分布。從一月、四月、十月圖形大致可看到由印度洋北方沿中南半島向東北方延伸的帶狀區域為低相關性分布，在對流層臭氧之 EOF 圖形中亦可看到相同現象。因為二氧化氮在大部份區域淨值相對很小，因此選取二氧化氮淨值較多的區域做討論。一月高值區在日本南部、華北、香港和廣州，其中日本南部、香港兩地為高負相關性分布，顯示污染物可能有傳輸或消耗現象；四月和七月較不明顯；十月二氧化氮高值分布區域和對流層臭氧多呈現負相關分布。

## 四、分區討論

### 4.1 長期逐年的區域特徵

由二氧化氮分布顯示主要污染排放區域集中在華北華中華南 C 區，1979 年至 2005 年對流層臭氧亦顯示在 C 區具有最大的對流層臭氧淨值，其次為高緯度 A 區。反射率（表一）分布分析 C 區同具有最高雲量。紫外線通量總量大致由南向北遞減，在低緯度兩個區域以及高原 B 區具有最大的紫外線分布，在 C 區為紫外線較少的分布。各分區淨值趨勢部份顯示對流層臭氧在東亞區域

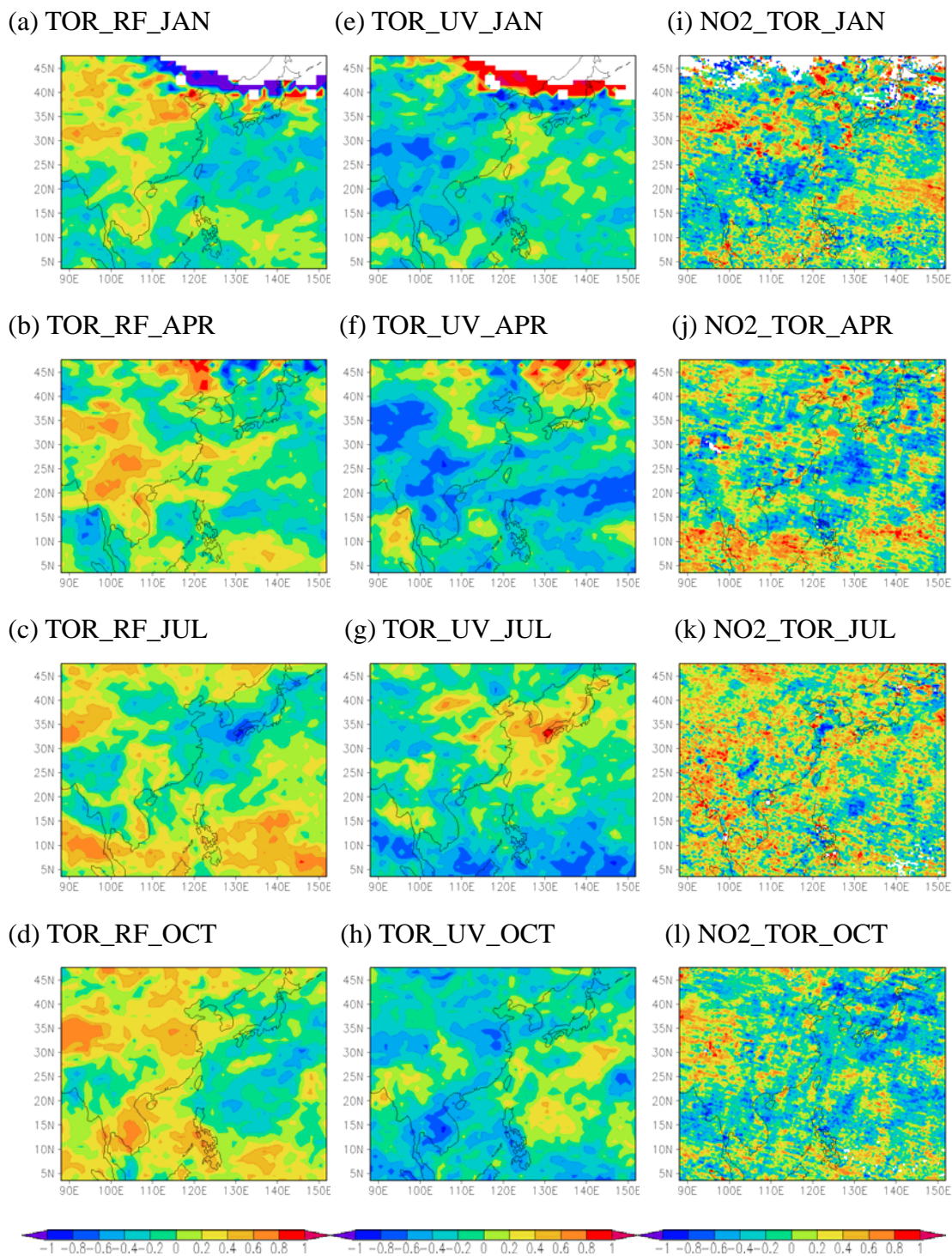


圖 8 1979 年至 2005 年對流層臭氧管柱和反射率相關係數 (a) 一月、(b) 四月、(c) 七月、(d) 十月；1979 年至 2005 年對流層臭氧管柱和紫外線通量相關係數 (e) 一月、(f) 四月、(g) 七月、(h) 十月；1997 年至 2006 年對流層二氧化氮管柱和對流層臭氧管柱相關係數 (i) 一月、(j) 四月、(k) 七月、(l) 十月。

表一 1979 年至 2005 年各分區對流層臭氧、紫外線通量、反射率之長期平均±標準差及趨勢，達 95%顯著程度以\*表示。

	對流層臭氧 D.U.	trend D.U./year	紫外線通量 Mw/m <sup>2</sup>	trend mW/m <sup>2</sup> /year	反射率 %	trend %/year
A 區	36.64 ± 1.27	-0.06	105.3 ± 8.97	-0.01	28.33 ± 1.66	0.08
B 區	34.72 ± 1.18	-0.05	230.0 ± 11.65	-0.11	31.40 ± 11.65	0.07*
C 區	38.09 ± 1.14	-0.06*	154.6 ± 8.31	-0.17	35.93 ± 8.31	0.10*
D 區	33.68 ± 0.77	-0.04*	171.2 ± 8.86	-0.06	30.88 ± 0.93	0.03
E 區	31.61 ± 0.68	-0.02	258.8 ± 12.68	-0.41	25.66 ± 1.33	0.06
F 區	28.10 ± 0.52	-0.01	270.2 ± 11.97	-0.29	24.11 ± 1.46	0.03

有逐年減少之趨勢，此趨勢在華北華中華南 C 區以及日韓中高緯度海洋 D 區達到 95%顯著程度，減少趨勢分別為 0.06 及 0.04；反射率在東亞則為增加趨勢，達到 95%顯著程度的區域為高原 B 區和華北華中華南 C 區，增加趨勢分別為 0.07 和 0.10，紫外線通量在東亞地區則為減少趨勢，在排放原集中的華北華中華南 C 區，該區域同時具有最高的對流層臭氧、二氧化氮以及反射率分布。van der A et al. (2006) 指出此區域二氧化氮為穩定逐年上升之趨勢，臭氧沒有隨污染源排放增加的結果可能和雲量增加，紫外線通量減少限制了光化學反應臭氧之生成。

長期一、四、七、十等四個月份（表二）分析中，由對流層臭氧、紫外線通量、反射率分析華北華中華南 C 區之結果顯示一月和七月具有最大對流層臭氧淨值，同時間 C 區紫外線通量皆為當月第二高值分布，反射率部分則分別為第二位和第四順位；然而，在四月和十月，C 區之臭氧淨值排序則分別為第六位和第四位，紫外線通量

於此兩季皆為六區域中最低分布，反射率為第二位和第五位，此現象顯示在 C 區對流層臭氧淨值可能受紫外線通量強度增加影響。

## 五、結 論

對流層臭氧一、四、七、十月常有高值分布四川盆地以及高原區域南側。四川盆地位於內陸高原區邊緣，因地形限制當地污染物不易擴散且常具有高雲量分布；高原區南側位於印度洋和喜馬拉雅山交界，南方的孟加拉為世界上人口密度最高的區域，此高值應和當地排放、地形、氣候因素有關。大陸東側區域顯示除了一月大陸高壓壟罩西伯利亞，氣壓梯度較大污染物不易累積外，其他四、七、十等三個月份，污染物皆累積於大陸東部區域。其中七月日照充足且低壓壟罩大陸區域，具有最多的臭氧分布；四月、十月近地面環流較為穩定，四月紫外線通量較高有利臭氧生成，且因為對流層頂抬升，使得具有較高濃度之低平流層臭氧進入高對流層，當月臭氧於中

表二 1979年至2005年一、四、七、十月各分區對流層臭氧、紫外線通量、反射率之長期平均±標準差及趨勢，達95%顯著程度以\*表示。

一月	對流層臭氧 D.U.	trend D.U./year	紫外線通量 Mw/m <sup>2</sup>	trend mW/m <sup>2</sup> /year	反射率 %	trend %/year
A 區	27.14 ± 1.64	0.01	28.4 ± 18.13	0.04	33.38 ± 3.52	0.21
B 區	34.66 ± 2.57	0.07	129.2 ± 15.15	0.29	24.78 ± 1.79	-0.04
C 區	47.84 ± 1.60	0.02	187.8 ± 10.52	0.51	30.61 ± 1.73	0.04
D 區	30.53 ± 1.76	0.00	82.2 ± 6.68	-0.10	22.42 ± 2.31	0.04
E 區	25.53 ± 2.14	-0.06	126.1 ± 11.47	0.25	24.99 ± 4.13	0.13
F 區	40.29 ± 2.66	-0.07	281.7 ± 10.75	0.79	30.40 ± 3.49	-0.10
四月	對流層臭氧 D.U.	trend D.U./year	紫外線通量 Mw/m <sup>2</sup>	trend mW/m <sup>2</sup> /year	反射率 %	trend %/year
A 區	44.74 ± 1.51	-0.08	316.5 ± 4.69	-0.18	39.28 ± 2.60	-0.01
B 區	30.17 ± 1.80	-0.06	201.6 ± 5.81	-0.28	30.63 ± 3.34	0.19
C 區	26.52 ± 2.52	-0.11	79.1 ± 11.68	0.07	39.11 ± 5.78	0.19
D 區	42.82 ± 2.36	-0.06	180.1 ± 9.89	0.28	36.86 ± 3.19	0.02
E 區	48.58 ± 1.02	0.02	230.7 ± 4.58	-0.05	32.21 ± 2.81	0.00
F 區	33.96 ± 1.86	-0.06	140.8 ± 5.92	-0.45	34.12 ± 6.29	0.29
七月	對流層臭氧 D.U.	trend D.U./year	紫外線通量 Mw/m <sup>2</sup>	trend mW/m <sup>2</sup> /year	反射率 %	trend %/year
A 區	22.74 ± 1.85	-0.07	89.9 ± 12.34	0.20*	35.89 ± 2.05	0.10
B 區	38.07 ± 1.67	-0.05*	200.2 ± 10.11	0.20	30.66 ± 1.94	-0.06
C 區	41.68 ± 1.42	-0.02	247.2 ± 5.32	0.03	26.20 ± 2.66	-0.06
D 區	31.31 ± 0.92	0.01	156.4 ± 4.52	-0.26	27.57 ± 1.10	0.04
E 區	27.53 ± 0.96	-0.02*	230.9 ± 3.99	-0.21	20.44 ± 2.81	0.09
F 區	34.73 ± 0.83	0.06*	314.5 ± 4.04	-0.45	18.42 ± 3.13	-0.01
十月	對流層臭氧 D.U.	trend D.U./year	紫外線通量 Mw/m <sup>2</sup>	trend mW/m <sup>2</sup> /year	反射率 %	trend %/year
A 區	33.27 ± 0.92	-0.08	253.5 ± 4.89	-0.15	31.96 ± 2.55	0.07
B 區	30.81 ± 1.19	-0.01	244.3 ± 4.90	-0.89	29.04 ± 3.64	0.18
C 區	28.52 ± 1.10	0.04	229.3 ± 4.92	0.30	24.21 ± 4.06	-0.13
D 區	31.05 ± 2.54	-0.11	319.3 ± 4.92	-0.71*	18.12 ± 2.96	-0.05
E 區	26.42 ± 0.92	-0.05	273.1 ± 4.57	-0.25*	27.60 ± 2.86	0.09
F 區	26.51 ± 1.32	-0.08*	259.9 ± 5.32	-0.32	25.49 ± 2.74	-0.10



緯度區域為較多分布；十月紫外線通量明顯較低，且秋季對流層頂下降，對流層受平流層臭氧向下輸送影響較小，當月臭氧為較少之分布。由 EOF 選出的四個特徵年分析結果顯示，臭氧在對流層受氣壓、日照強度以及雲量分布影響，高臭氧容易發在低壓及下風區域。

1997 年至 2006 年對流層二氧化氮與對流層臭氧之相關係數分析顯示，四月低緯度區域以及七月東亞區域多為正相關分布，此現象和該位置具有高紫外線通量有關。四個月份中以十月之負相性最為明顯，東亞區域除高原區域外皆為負相關分布，該月紫外線通量較弱，且高低壓梯度不大，污染物容易在污染源附近累積，此臭氧減少的結果，可能和當月夜間氣流穩定有利於滴定效應作用消耗日間經光化反應生成之臭氧有關。因為二氧化氮在大部份區域淨值相對很小，因此選取二氧化氮淨值較多的區域做比較，顯示在十月全區高二氧化氮之位置皆為高負相關分布，其他月份此負向關現象較不明顯。

分區討論顯示對流層臭氧在東亞區域有逐年減少趨勢，此趨勢在華北華中華南 C 區以及日韓中高緯度海洋 D 區達到 95% 顯著程度；反射率在東亞則為增加趨勢，達到 95% 顯著程度之區域為高原 B 區和 C 區，紫外線通量在東亞地區為減少趨勢。在排放原集中的 C 區，同時具有最高的對流層臭氧、二氧化氮以及反射率分布。van der A et al. (2006) 指出此區域二氧化氮為穩定逐年上升之趨勢，此臭氧沒有隨污染排放增加的結果，可能和雲量增加減少了紫外線通量，因而限制了光化學反應之臭氧生成。

一、四、七、十月分區討論結果顯示，對流層臭氧和紫外線通量、反射率等因子於各區淨值

變化隨時間季節而有不同。C 區臭氧最高淨值月份分別為一月和七月，該月紫外線通量皆佔全區域第二順位，強度僅次於低緯度海洋 F 區。然而四月和十月之臭氧排序分別為第六位和第四順位，此臭氧較少之現象可能和該月 C 區之紫外線通量淨值皆為全區最低有關，反射率淨值在四月和十月則分別為第二和第五順位，和臭氧較無直接之相關聯性存在。

## 誌 謝

本文作者感謝美國 NASA 提供 TOMS 遙測資料、TEMIS 提供二氧化氮遙測資料、NOAA 提供氣候模擬資料。

## 參考文獻

- Akimoto, H., 2003, Global air quality and pollution, *Science*, 302, 1716-1719.
- Chandra, S., J. R. Ziemke, P. K. Bhartia, and R. V. Martin, 2002, Tropical tropospheric ozone: Implications for dynamics and biomass burning, *J. Geophys. Res.*, 107 (D14), 4188, doi:10.1029/2001JD000447.
- Fishman, J., C. E. Watson, J. C. Larsen, and J. A. Logan, 1990, Distribution of tropospheric ozone determined from satellite data. *J. Geophys. Res.*, 95 (D4), 3599-3617.
- Fishman, J., A. E. Wozniak, and J. K. Creilson, 2003, Global distribution of tropospheric ozone from satellite measurements using the empirically corrected tropospheric ozone residual technique: Identification of the

- regional aspects of air pollution, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 893-907.
- Fuglestedt, J. S., J. E. Jonson, and I. S. A. Isaksen, 1994, Effects of reductions in stratospheric ozone on tropospheric chemistry through changes in photolysis rates, *Tellus*, 46b, 172-192.
- Langford, A. O., T. J. O'Leary, C. D. Masters, K. C. Aikin, and M. H. Proffitt, 1998, Modulation of middle and upper tropospheric ozone at Northern midlatitudes by the El Niño/Southern Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2667-2670.
- Logan, J. A., 1999, An analysis of ozonesonde data for the troposphere: Recommendations for testing 3-D models, and development of a gridded climatology for tropospheric ozone, *J. Geophys. Res.*, 104, 16116-16149.
- Richter, A., J. P. Burrows, H. Nüß, C. Granier, and U. Niemeier, 2005, Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space, *Nature*, 437, 129-132.
- Staley, D. O., 1962, On the mechanism of mass and radioactivity transport from stratosphere to troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 19, 450-467.
- Thompson, A. M., J. C. Witte, R. D. Hudson, H. Guo, J. R. Herman, and M. Fujiwara, 2001, Tropospheric ozone and biomass burning, *Science*, 291, 2128-2132.
- Thompson, A. M., et al., 2002, Southern Hemisphere Additional Ozone- sondes (SHADOZ) 1998-2000 tropical ozone climatology 2. Tropospheric variability and the zonal wave-one, *J. Geophys. Res.*, 108(D2), 8241, doi:10.1029/2002JD002241.
- van der A, R. J., D. H. M. U. Peter, H. Eskes, K. F. Boersma, M. Van Roozendael, I. De Smedt, and H. M. Kelder, 2006, Detection of the trend and seasonal variation in tropospheric NO<sub>2</sub> over China. *J. Geophys. Res.*, 111, D12317, doi:10.1029/2005JD006594.
- Volz, A., and D. Kley, 1988, Evaluation of the Montsouris series of ozone measurements made in the nineteenth century, *Nature*, 332, 240-242.
- Vukovich, F. M., W. D. Bach, B. W. Crissman, and W. J. King, 1977, On the relationship between high ozone in the rural surface layer and high pressure systems, *Atmos. Env.*, 11, 967-983.
- Vukovich, F. M., V. Brackett, J. Fishman, J. E. Sickles II, 1996, On the feasibility of using the tropospheric ozone residual for nonclimatological studies on a quasi-global scale, *J. Geophys. Res.*, 101 (C4), 9093-9105.
- Wozniak, A. E., J. Fishman, H. Wang P., and K. Creilson, 2005, Distribution of stratospheric column ozone (SCO) determined from satellite observations: Validation of solar backscattered ultraviolet (SBUV) measurements in support of the tropospheric ozone residual (TOR) method, *J. Geophys. Res.*, 110, D20305, doi: 10.1029/2005JD005842.

Ziemke, J. R., S. Chandra, B. N. Duncan, L. Froidevaux, P. K. Bhartia, P. F. Levelt, and J. W. Waters, 2006, Tropospheric ozone determined from Aura Omi and MLS: Evaluation of measurements and comparison with the Global Modeling Initiative's Chemical Transport Model, *J. Geophys. Res.*, 111, D19303, doi:10.1029/2006JD007089.

尤思喻、柳中明（2008）東亞地面紫外線通量的氣候特徵與相關因子的氣候關聯性探討，*大氣科學*，第三十六期，第一號，pp. 63-82。

柳中明、葉銘德、彭立新、吳俊傑、劉紹臣（2004）冬夏季長程傳送影響台灣海域背景臭氧之模擬探討。*大氣科學*，第三十二期，第一號，pp. 1-22。

李莹、趙春生、方圓圓、余環（2007）利用衛星資料分析對流層臭氧柱總量分布特徵及其可能的原因。*應用氣象學報*，第 18 卷，第二號，PP. 181-186。

# **The Study of Spatial Characteristics of Tropospheric Ozone and the Relationship between Tropospheric Ozone and its Related Climate Factors over East Asia**

**F. -L. Chen<sup>1</sup> S. -Y. Yu<sup>2</sup> C. -M. Liu<sup>2</sup> W. -L. Cheng<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>**Dept. of Environmental Sciences & Engineering, Thunghai University**

<sup>2</sup>**Dept. of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

( Manuscript Received 25 January 2008, in Final Form 16 June 2008 )

## **ABSTRACT**

This study examined the long-term trend and correlation between Tropospheric Ozone Residue (TOR), nitrogen dioxides, and other ozone related climate factors in East Asia (88.125°E-151.875°E, 3.5°N-47.5°N) by using satellite remote sensing data released by NASA TOMS. The long-term mean analysis discussed for four months, January, April, July, and October reveals that the distribution of tropospheric ozone in East Asia varies with seasons, except in January, which has high pressure cold air mass over Siberia. However in other months, tropospheric ozone is centered in east part of Mainland China. The correlation between TOR and NO<sub>2</sub> is considerably good in the region which has high ultra-violet flux in April and July. Besides, the correlation is moderate negative in October. This phenomenon is related to the stable weather condition in autumn, which enhances the night time titration effect and eliminated the ozone produced by daytime photochemical process. By the analysis of EOF selected synoptic years in four months from 1979 to 2005, the distribution of near ground ozone is effected by the strength of solar radiation, landscape, and atmosphere circulation, ozone is easily to accumulate in downstream and low pressure area.

**Key words: Satellite Data, TOR, EOF, Titration Effect**